

УДК 550.42:553.521(234.852)

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ (КУЛЕМШОР, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.В. УДОРАТИНА*, В.А. КАПИТАНОВА*, Д.А. ВАРЛАМОВ**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

**Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка
udoratina@geo.komisc.ru, kapitanova@geo.komisc.ru, dima@iem.ac.ru

Рассматриваются гранитоиды южной части Торговско-Кефталькского массива, в которых развит наложенный комплекс уран-ториевых и редкометалльно-редкоземельных минералов. Гранитоиды относятся к гранитам А-типа позднекембрийского возраста, сформировались в постколлизонное время и маркируют начало рифтогенного этапа развития Урала. Минерализация связана с натровым щелочным метасоматозом, проявленным в зонах катаклаза и милонитизации гранитоидов.

Ключевые слова: редкометалльная минерализация, граниты А-типа, Приполярный Урал

O.V. UDORATINA, V.A. KAPITANOVA, D.A. VARLAMOV. RARE METAL GRANITOIDS (KULEMSHOR, SUBPOLAR URALS)

Granitoids of southern part of the Torgovsko-Keftalyksky massif with the developed complex of uranium-thorium and rare-metal-rare-earth minerals are considered. Granitoids belong to the A-type granites of the Late Cambrian period and were formed during the post-collision time, they mark the beginning of the rift stage of the Urals development. Mineralization is connected with sodium alkaline metasomatism shown in zones of cataclasis and mylonitization of granitoids.

Key words: rare-metal mineralization, A-type granites, Subpolar Urals

Введение

На севере Урала допалеозойские гранитоиды широко развиты в полях древних метаморфитов. Нередко с ними связана редкометалльная минерализация, иногда формирующая месторождения. На Приполярном Урале в зоне Центрально-Уральского поднятия гранитоиды пользуются значительным распространением. За более чем 60-летнюю историю изучения были освещены вопросы их геологии, петрографии, петрохимии, геохимии и рудоносности [1–3]. Полученные за последние годы результаты существенно дополняют и расширяют знания о них. Кроме того, эти данные позволяют показать, в какой связи (генетической или парагенетической) находились гранитоидный магматизм и оруденение.

Геолого-петрографическая характеристика пород. Исследуемые гранитоиды развиты в верховьях р. Торговой на Приполярном Урале. Это самый южный выход крупного Торговско-Кефталькского массива, вскрытого в пределах южной части Ляпинского мегаантиклинория, расположенного на Центрально-Уральском поднятии (рис.1). Выходы этого массива наблюдаются в виде группы тел,

протягивающихся в субмеридиональном направлении на 45 км. В южном окончании массива мощность выходов гранитоидов резко сокращается, и они постепенно выклиниваются, образуя небольшое количество пластовых тел мощностью 100–500 м.

Породы массива относятся к сальнерско-маньхамбовскому гранодиорит-гранитному комплексу [4], выделение которого является спорным в связи с появлением новых геохимических и геохронологических данных [5, 6]. Гранитоиды прорывают зеленосланцевые метаморфиты саблегорской свиты (RF- E_1sb), в западной части массива между ними наблюдаются четкие интрузивные контакты, а в восточной части – контакт тектонический. Породы массива перекрываются нижеордовикскими отложениями тельпосской свиты (O₁t), которые в изобилии содержат продукты разрушения гранитоидов [7]. Гранитные тела конформны вмещающим отложениям.

Массив многофазовый, основная его часть сложена крупнозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, часто гнейсо- и порфирированными. Отмечается наличие гранодиоритов и тоналитов, отнесенных нашими предшественниками к гибридным породам фации эндоконтактов, жиль-

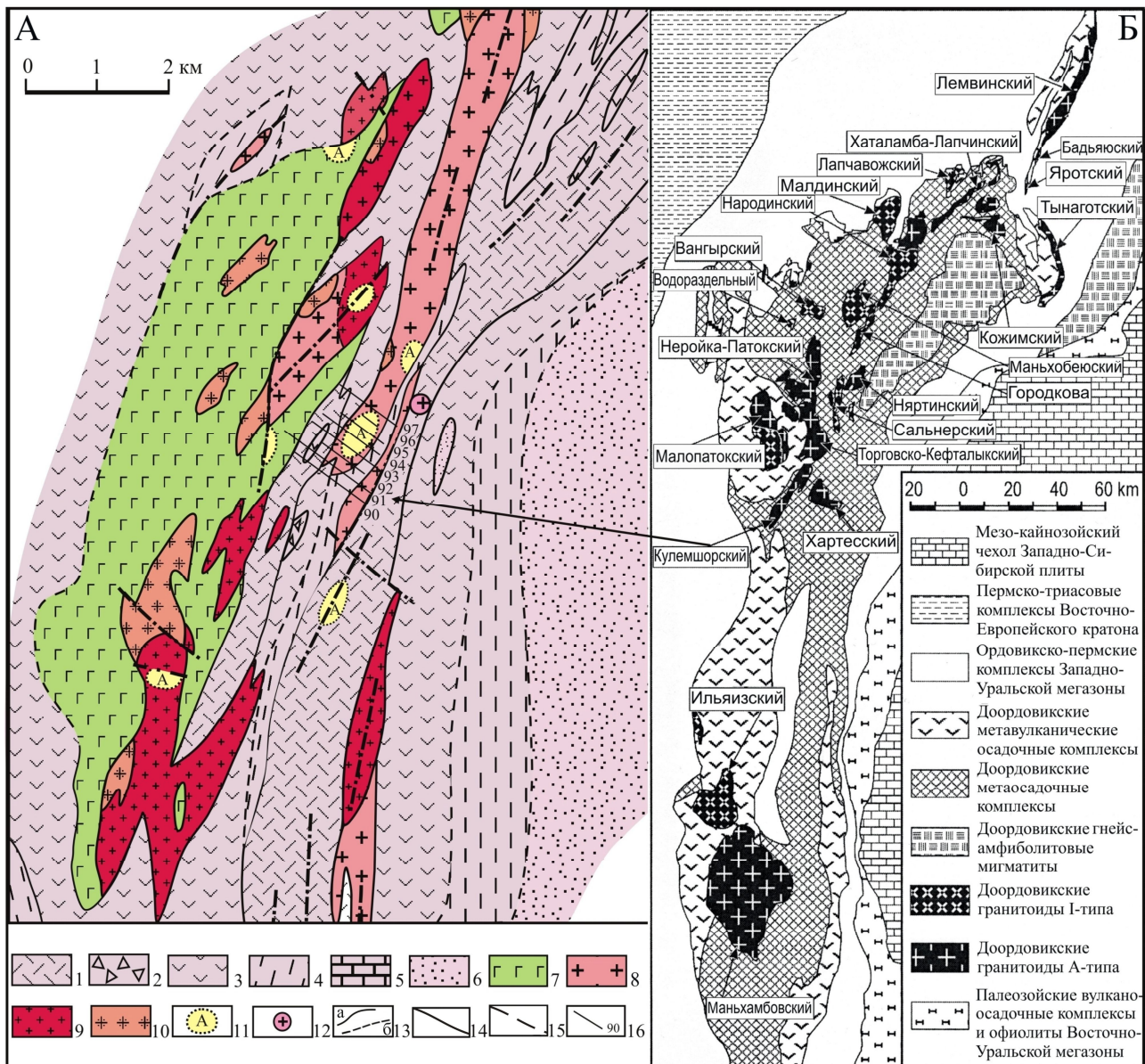


Рис. 1. А – Схематическая геологическая карта (по Е.П. Калинину, В.Н. Пучкову, Н.П. Юшкину, 1968 г.). Рифейско-кембрийские отложения: саблгорская свита (RF_3-C_1sb): 1 – кварцевые порфиры и их туфы, 2 – вулканокластические образования в поле кислых эффузивов, 3 – порфириты и их туфы, 4 – кварц-серицит-хлоритовые сланцы; мороинская свита (RF_3mr): 5 – линзы мраморизованных известняков и известковистых сланцев; хобеинская свита (RF_3hb): 6 – кварциты, гравелиты, кварц-серицитовые сланцы. Интрузивные породы: 7 – габбро, габбро-диабазы; 8 – граниты главной интрузивной фации (торговский тип); 9 – граниты апикальной фации (кефталяцкий тип); 10 – гибридные породы (плагιοграниты, гранодиориты, диориты) фации эндоконтактов; 11 – зоны альбитизации; 12 – включения микропегматитовых гранитов в кислых эффузивах и их туфах. Геологические границы: 13 – установленные (а), предполагаемые (б); линии тектонических нарушений: 14 – установленные, 15 – предполагаемые (зона катаклаза в изверженных породах), 16 – номера профилей пробоотбора. Б – Общая геологическая схема размещения гранитоидных массивов Центрально-Уральского поднятия. Названия массивов даны в рамках.

ные породы представлены дайками метадолеритов и аплитов. Формирование этих пород по ряду данных происходило при температуре 535–600° С, по совокупности признаков породы массива формировались в гипабиссальных условиях и в общем близких производным сухих гранитоидных магм [7].

Материалы и методы исследований

Опробованы гранитоиды южного окончания массива (в верховьях р. Морткулемшор, бассейн р. Торговой) и так называемые метаграниты (альбитизированные граниты), обогащенные уран-ториевыми и редкометалльно-редкоземельными мине-

ралами. Проведено их комплексное изучение (положение точек опробования показано на рис.1). Вкрест простирания рудной зоны по профилям 91–97, расстояние между которыми составляет 250 м, через каждые 100 м были взяты пробы (91-1, 91-2...91-16а), исследования гранитных пород приведены ниже.

Образцы проанализированы классическим химическим методом и методом РФС в лаборатории химии Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись нейтронно-активационным и рентгенометрическим методами в ГЕОХИ РАН (г. Москва) и количественным спектральным анализом в ИГ Коми НЦ УрО РАН (табл. 1, 2). Ниже рассматриваются особенности минерального, химического и редкоэлементного составов изученных пород.

Результаты исследований

Для гранитоидов (гранодиоритов и гранитов) характерны светло-серая или бежевая окраска, такситовая гнейсоватая текстура и среднекрупнозернистая структура, а их текстурные неоднородности обусловлены линейным расположением темновеселых минералов.

Гранодиориты имеют среднекрупнозернистую blastsгранитную и порфириовидную структуру, с участками сохранившейся гранитной, гипидиоморфнозернистой. В состав породы входят следующие минералы, об. %: плагиоклаз (андезин, олигоклаз, альбит – $Ап_{1-45}$) – 30, кварц – 20–25, пертитовый калиевый полевой шпат – менее 15, хлоритизированная роговая обманка – до 20, биотит – до 10. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, эпидотом и цоизитом, их содержание может достигать 20 об. %.

Граниты характеризуются среднекрупнозернистой blastsгранитной структурой с участками сохранившейся гранитной и графической. В их минеральный состав входят, об. %: плагиоклаз (олигоклаз, альбит – $Ап_{3-16}$) – 15–40, кварц – 20–40, микроклин-пертит – 20–40, биотит – менее 10, мусковит – 1. Вторичными минералами являются стильпномелан, серицит, хлорит и эпидот.

Альбитизированные граниты имеют среднекрупнозернистую гранитовую, порфириовидную, blastsгранитную структуру с участками сохранившейся гранитной, графической и новообразованной гранобластовой. В минеральном составе этих разновидностей содержатся, об. %: плагиоклаз (олигоклаз, альбит – $Ап_{3-16}$) – до 20, кварц – 30, микроклин-пертит – 40, биотит – 1, мусковит – 1, рудные (акцессорные) – до 5. Наблюдается новообразованный эгирин. Основные акцессорные минералы представлены алланитом, титанитом, цирконом, фторапатитом, гранатом, эпидотом, в большинстве индивидов просматривается отчетливая зональность. Широко развиты рудные минералы – магнетит (редко Ti-магнетит) и Mn-ильменит, к вторичным минералам относятся стильпномелан, серицит, хлорит и эпидот. Характерно совместное нахождение магнетита и ильменита.

В породах, слагающих Кулемшорский участок (рудное поле), отчетливо проявился динамометаморфизм, что выражено в катаклазе, а нередко и милонитизации. Микроструктура этих пород изменялась от графических, гранитных (рис. 2, а, б) до структур, в которых проявился начальный катаклаз (рис. 2, в, г), и далее до сильно катаклазированных структур и даже до структур с признаками начальной милонитизации (рис. 2, д, е). Этот факт является определяющим для локализации комплексного оруденения.

Граниты катаклазированы, на этих участках проявлен натровый метасоматоз. В породах наблюдается альбитизация, в межкатакловом матриксе совместно с кварц-альбитовым агрегатом присутствуют эгирин, биотит, зональный алланит, Mn-ильменит (вплоть до пирофанита), часто замещенный титанитом, а также преобразованный или новообразованный циркон. По данным микрозондового анализа, в качестве второстепенных диагностирован целый ряд редких минералов, редкоземельных и радиоактивных элементов: торит, эшнит, фергусонит (в том числе обогащенный Yb и Dy), иттриалит, ксенотим, монацит, бастнезит, синхизит, кальциоанкилит, браннерит, поликраз, колумбит, Nb-рутил, бадделит. Кроме того, выявлены геренит-(Y), торинит, разные фосфатосиликаты тория, ванадийсодержащий (до 3 мас. % V_2O_5) эпидот (рис. 3).

К первичным могут быть отнесены некоторые минералы ниобия (в виде включений в ильмените, например, фергусонит, колумбит, Nb-рутил), частично торит (включения в первичном цирконе), а также монацит и ксенотим. Основная же часть указанных минералов носит явно наложенный характер и выделяется в виде каемок и оторочек минералов, а также заполняет трещины и межзерновые пространства. Образовались они, скорее всего, в результате преобразования первичных акцессориев – алланита, титанита, апатита, циркона под воздействием позднейшего натрово-углекислотного метасоматоза. Большинство зерен первичных акцессорных минералов (особенно их центральные зоны) содержат значительные примеси REE (апатит, алланит, даже титанит – до 3–4 мас. % Y_2O_3), тория (алланит, циркон), стронция и фтора (апатит), и их разрушение или преобразование высвобождает редкие земли, торий, уран, а также фтор, что ведет к формированию редкоземельных и торий-урановых минералов позднего парагенезиса.

Для части пород свойственна иттриевая (с наличием тяжелых РЗЭ иттриевой группы) специализация, причем иттрий и тяжелые РЗЭ сконцентрированы в первичных титаните, апатите, реже обнаруживаются в алланите. При их метасоматическом преобразовании формируется комплекс иттриевых минералов (иттриалит, поликраз, геренит, вторичные фергусонит и ксенотим и т.п.).

Алланит (центральные части кристаллов) и апатит являются основными концентраторами легких REE на магматической стадии, и их разруше-

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и петрогеохимические индикаторы гранитоидов

Компоненты	91-8	91-9	93-2	93-11	94-2	94-5	94-6	94-7	94-9	97-10	91-1	91-12	91-16а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	73,68	72,30	73,61	76,08	73,36	66,93	75,29	70,17	75,12	70,96	73,16	71,56	71,95
TiO ₂	0,24	0,36	0,37	0,19	0,28	0,15	0,22	0,39	0,24	0,27	0,25	0,69	0,22
Al ₂ O ₃	12,37	11,74	12,81	11,18	12,02	11,33	11,83	13,26	11,66	12,90	13,68	15,69	16,63
Fe ₂ O ₃	2,68	4,25	2,56	3,18	3,25	0,87	3,38	4,27	3,09	1,98	1,22	1,48	1,70
FeO	0,48	0,67	1,06	0,45	0,44	0,50	0,35	0,14	0,49	1,17	0,74	0,83	0,52
MnO	0,06	0,05	0,07	0,04	0,04	0,01	0,01	0,06	0,02	0,07	0,04	0,01	0,02
MgO	0,43	0,49	0,09	0,06	1,15	1,10	0,43	0,73	0,59	0,54	0,71	0,12	0,73
CaO	0,77	1,08	1,19	0,68	0,96	6,35	0,15	1,40	0,35	1,85	1,02	0,13	0,27
Na ₂ O	4,24	3,94	4,67	3,66	3,31	3,44	4,06	3,80	3,66	4,63	3,43	4,12	3,53
K ₂ O	4,37	3,94	2,32	3,87	3,92	4,68	3,67	4,59	4,12	3,74	4,14	3,36	2,58
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,28	0,02	0,25	0,09	0,08	0,16	0,15	0,32	0,06	0,02	0,19
Ппп	0,58	1,42	0,97	0,50	1,02	4,55	0,54	1,04	0,51	1,57	1,38	1,91	1,66
Сумма	100,00	100,30	100,00	99,91	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	99,83	99,92	100,00
H ₂ O ⁻	0,21	0,32	0,13	0,22	0,10	0,20	0,35	0,18	0,10	0,10	0,25	0,26	0,31
CO ₂	0,12	0,59	0,28	0,10	н.о.	3,79	0,08	0,17	0,11	0,71	0,12	н.о.	0,09
K ₂ O+Na ₂ O	8,60	7,90	6,90	7,50	7,20	8,10	7,70	8,40	7,80	8,40	7,60	7,50	6,10
K ₂ O/Na ₂ O	1,03	1,00	0,49	1,06	1,18	1,36	0,90	1,21	1,13	0,81	1,21	0,82	0,73
a.i.	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	0,7	0,7	0,5
al'	3,45	2,17	3,45	3,03	2,48	4,59	2,84	2,58	2,80	3,50	5,12	6,46	5,64
ASI	0,94	0,92	1,04	0,98	1,05	0,51	1,08	0,96	1,05	0,86	1,14	1,47	1,83

Компоненты	93-7	94-1	94-8	95-1	95-2	95-3	95-5	97-1	97-3	93-3	95-4	97-9
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	72,22	70,94	76,74	71,48	67,30	74,75	70,39	71,23	71,88	76,04	75,61	73,01
TiO ₂	0,27	0,23	0,15	0,41	0,50	0,19	0,31	0,23	0,35	0,21	0,16	0,27
Al ₂ O ₃	14,27	14,75	11,09	14,40	15,76	12,88	14,85	15,29	15,42	11,70	11,28	12,27
Fe ₂ O ₃	1,75	1,90	3,18	1,60	2,64	1,17	1,70	1,09	0,98	2,68	3,01	2,01
FeO	0,57	0,67	0,63	0,90	1,38	0,49	0,84	0,84	0,80	0,48	0,26	1,30
MnO	0,02	0,03	0,01	0,02	0,09	0,01	0,05	0,04	0,02	0,01	0,03	0,09
MgO	0,48	0,54	0,51	0,56	0,48	0,34	0,68	0,51	0,73	0,31	0,25	0,67
CaO	1,13	0,65	0,10	1,47	1,94	0,36	1,20	0,47	0,29	0,10	0,71	1,32
Na ₂ O	4,20	3,87	2,93	3,66	4,98	4,19	4,49	3,74	4,50	3,14	3,55	4,44
K ₂ O	2,33	5,19	4,20	4,35	3,50	4,85	4,55	4,99	3,22	4,60	4,36	4,11
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,03	0,07	0,18	0,09	0,21	0,14	0,28	0,11	0,04	0,23
Ппп	1,89	1,08	0,43	0,98	1,24	0,68	0,73	1,43	1,53	0,62	0,74	0,28
Сумма	99,21	100,00	100,00	99,90	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
H ₂ O ⁻	0,33	0,18	0,05	0,29	0,23	0,18	0,25	0,22	0,18	0,18	0,10	0,18
CO ₂	0,10	0,15	0,02	0,10	н.о.	0,07	0,02	0,08	0,03	0,09	0,37	0,03
K ₂ O+Na ₂ O	6,50	9,10	7,10	8,00	8,50	9,00	9,00	8,70	7,70	7,70	7,90	8,60
K ₂ O/Na ₂ O	0,56	1,34	1,43	1,19	0,70	1,16	1,01	1,33	0,72	1,47	1,23	0,93
a.i.	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,7	0,9	0,9	1,0
al'	5,10	4,74	2,57	4,71	3,50	6,44	4,61	6,27	8,66	3,37	3,20	3,08
ASI	1,24	1,12	1,16	1,07	1,02	1,01	1,02	1,23	1,35	1,13	0,95	0,87

Примечание. Гранитоиды 1–10 – метаалюминиевые, 11–22 – пералюминиевые, 23–25 – измененные породы. Состав пород определен методами рентгенофлуоресцентного и классического химического (обр. 91-1, 91-9, 93-7, 93-11, 95-1) анализов в ИГ Коми НЦ УрО РАН; a.i. = (Na+K)/Al, al' = Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO), ASI = Al/(Ca+Na+K); н.о. – не обнаружено.

Содержание (г/т) редких и редкоземельных элементов в гранитоидах и характеристические отношения

Компоненты	91-8	91-9	93-2	93-3	93-11	94-2	94-6	94-7	94-8	94-9	95-2	95-4	97-9	97-10
La	90,30	87,30	92,20	10,30	151,20	58,40	84,00	80,40	27,00	36,20	55,40	49,90	68,30	80,30
Ce	175,0	167,0	171,0	33,0	302,0	110,0	153,5	158,00	55,0	75,0	104,70	106,0	191,0	151,0
Pr*	19,80	18,90	19,00	5,82	35,20	12,80	15,50	17,20	6,90	9,00	11,70	12,70	14,70	16,00
Nd	75,40	71,90	70,50	35,80	140,00	50,30	58,20	65,20	28,80	37,10	45,00	54,50	58,00	59,80
Sm	19,20	18,20	17,80	14,40	38,40	13,90	13,70	16,40	7,88	10,20	11,50	15,90	14,90	14,40
Eu	2,58	2,78	2,28	1,97	3,35	2,10	2,20	1,62	0,97	1,27	2,45	2,55	2,27	2,15
Gd*	25,00	24,80	19,00	20,60	54,10	19,30	17,20	21,80	11,00	14,30	15,70	22,10	19,20	19,30
Tb	3,95	3,91	3,01	3,12	8,23	3,17	2,56	3,47	1,93	2,32	2,52	3,87	3,08	3,02
Dy*	24,00	23,60	18,30	18,00	50,10	20,00	15,40	20,70	12,90	14,80	15,70	26,00	18,90	18,10
Ho*	5,02	5,00	4,41	4,21	12,20	4,72	3,56	4,72	3,30	3,69	3,98	6,22	4,48	4,32
Er*	14,50	14,40	12,80	11,20	33,20	14,20	9,85	13,80	10,10	10,70	11,10	18,70	13,00	12,20
Tm*	2,20	2,19	1,92	1,67	5,03	2,23	1,48	2,03	1,70	1,71	1,74	3,26	1,99	1,78
Yb	12,00	11,95	11,40	9,11	29,00	13,30	8,10	11,80	10,80	9,93	10,10	19,70	11,60	10,50
Lu	1,88	1,90	1,88	1,44	4,91	2,26	1,30	1,90	1,85	1,71	1,73	3,70	1,88	1,72
Rb	159,0	289,1	165,4	126,5	33,7	129,5	99,5	84,20	192,0	206,1	145,00	206,1	154,4	114,2
Cs	2,25	4,79	3,27	н.о.	3,02	2,42	1,74	2,93	1,61	1,35	1,73	1,51	1,55	2,03
Sr	485,0	н.о.	115,0	145,0	99,0	155,0	37,0	70,00	130,0	180,0	190,00	385,0	160,0	240,0
Ba	660,0	640,0	645,0	500,0	1290,0	355,0	210,0	1345,00	440,0	480,0	345,00	500,0	520,0	625,0
Sc	2,37	3,55	4,24	1,68	1,49	3,86	1,43	3,48	1,13	2,55	12,30	1,59	3,63	3,44
Cr	9,46	15,70	5,84	2,75	н.о.	1,16	12,10	1,17	2,94	14,10	0,89	12,30	13,20	19,40
Co	1,37	1,57	7,57	0,91	1,05	4,02	0,25	2,64	0,94	2,55	12,90	0,62	2,39	2,85
Ni	1200,0	310,0	–	–	–	30,0	–	150,00	40,0	–	210,00	–	–	–
Se	2,07	1,11	3,71	5,41	0,33	0,38	4,10	0,15	–	7,25	0,56	8,49	6,91	3,57
As	2,35	NA	11,10	5,57	11,50	3,88	9,64	7,84	–	2,62	1,63	1,57	4,21	4,08
Sb	1,58	0,33	1,73	0,23	1,09	0,98	1,81	1,21	–	1,24	0,23	1,50	0,83	0,63
Th	47,10	38,70	45,70	19,20	146,50	34,20	15,40	23,70	–	42,00	28,60	35,80	26,50	19,30
U	7,23	3,40	2,73	3,45	7,36	13,80	1,20	2,21	–	1,82	9,26	0,92	1,03	4,20
Br	0,03	–	0,04	0,03	3,03	1,93	–	0,34	–	–	–	0,45	0,24	0,45
Hf	28,30	29,60	25,80	15,10	58,60	35,30	15,00	31,10	–	30,70	16,50	41,50	25,40	16,80
Ta	14,10	15,70	21,90	1,85	35,60	3,69	2,22	11,50	–	4,08	3,46	4,50	3,39	2,47
Zr	840,0	450,0	515,0	590,0	480,0	280,0	405,0	250,00	–	750,0	12,00	1050,0	779,0	480,0
Be ¹	6,70	4,70	4,90	3,80	–	–	5,40	–	12,00	8,50	–	11,00	9,90	4,70
Pb ¹	10,00	7,20	12,00	11,00	–	–	–	–	8,90	–	–	–	12,00	10,00
Ga ¹	28,00	28,00	27,00	15,00	–	–	21,00	–	170,00	26,00	–	30,00	39,00	27,00
F ¹	90,0	90,0	240,0	66,0	130,0	–	110,0	–	170,0	130,0	–	–	390,0	210,0
Y ²	140,0	100,0	130,0	80,0	–	–	20,0	–	80,0	90,0	–	180,0	120,0	11,0
Nb ²	40,00	60,00	60,00	40,00	–	–	10,00	–	40,00	70,00	–	70,00	50,00	10,00
Li ³	5,00	9,00	20,00	10,00	10,00	20,00	10,00	10,00	10,00	10,00	25,00	20,00	20,00	10,00
Rb/Sr	0,33	н.о.	1,44	0,87	0,34	0,84	2,69	1,20	1,48	1,15	0,76	0,54	0,96	0,48
K/Rb	228,2	113,1	116,4	301,9	953,3	251,3	306,2	452,50	181,6	165,9	200,40	175,6	221,0	271,9
10 ⁴ Ga/Al	4,27	4,51	3,98	2,42	–	–	3,54	–	–	4,21	–	5,02	6,01	3,95
ΣP3Э	470,83	453,83	445,50	170,64	866,92	326,68	386,55	419,04	180,13	227,93	293,32	345,10	423,30	394,59
(La/Yb) _N	5,07	4,93	5,45	0,76	3,52	2,96	6,99	4,59	1,69	2,46	3,70	1,71	3,97	5,16
Eu/Eu*	0,36	0,40	0,38	0,35	0,22	0,39	0,44	0,26	0,32	0,32	0,56	0,42	0,41	0,39

Окончание табл. 2

Компоненты	91-1	91-12	91-16а	93-7	94-1	94-5	95-1	95-3	95-5	97-1	97-3
La	38,50	33,30	30,50	36,90	37,20	36,60	34,90	46,00	36,80	89,20	28,00
Ce	71,0	58,50	54,80	65,60	68,60	67,0	60,70	89,0	50,40	149,00	49,80
Pr*	7,90	5,80	5,67	7,00	7,10	7,11	6,33	9,03	5,92	13,20	5,13
Nd	30,00	19,90	20,30	24,80	25,00	25,40	22,40	34,70	22,60	45,60	19,00
Sm	7,12	4,30	4,81	5,80	5,98	6,04	5,13	8,03	5,95	10,30	4,38
Eu	0,89	0,81	0,67	0,41	0,86	0,25	0,46	0,75	0,64	1,38	0,72
Gd*	9,40	6,02	6,22	8,20	7,40	7,99	7,00	10,40	7,70	12,90	5,80
Tb	1,50	0,98	1,01	1,30	1,18	1,26	1,14	1,72	1,27	2,00	0,92
Dy*	9,01	6,14	6,25	8,00	7,30	7,50	7,05	10,10	7,90	12,00	5,70
Ho*	2,09	1,46	1,46	1,81	1,68	1,71	1,68	2,27	1,85	2,71	1,32
Er*	6,03	4,38	4,28	5,18	4,85	4,88	4,90	6,70	5,49	7,70	3,97
Tm*	0,91	0,66	0,63	0,79	0,72	0,70	0,73	1,02	0,84	1,18	0,58
Yb	5,18	4,03	3,72	4,50	4,30	4,10	4,33	5,66	4,98	6,50	3,48
Lu	0,90	0,67	0,62	0,74	0,69	0,65	0,71	0,97	0,88	1,12	0,57
Rb	254,3	340,80	105,70	75,60	369,80	140,9	116,10	153,5	163,30	542,30	101,90
Cs	5,17	6,49	2,73	5,25	1,67	1,04	1,48	1,55	2,20	3,82	3,10
Sr	255,0	175,00	75,00	99,00	180,00	50,0	105,00	400,0	250,00	180,00	375,00
Ba	960,0	500,00	380,00	365,00	560,00	255,0	330,00	470,0	515,00	710,00	175,00
Sc	8,07	5,82	3,93	9,79	3,19	4,35	8,82	4,78	7,44	4,48	4,75
Cr	28,30	1,54	6,26	2,45	4,60	3,33	6,72	0,91	4,81	7,06	17,90
Co	6,42	7,22	1,16	2,03	4,18	1,15	5,47	1,19	3,70	2,00	2,98
Ni	1400,0	330,00	–	160,00	130,00	100,0	10,00	–	–	–	–
Se	н.о.	2,28	8,06	0,38	1,95	3,25	0,83	6,45	3,10	1,53	4,50
As	20,90	22,00	4,22	2,32	5,00	2,36	5,68	6,22	50,90	5,72	3,34
Sb	0,22	0,78	0,20	0,49	0,09	0,09	0,52	0,40	0,87	1,65	1,30
Th	26,20	31,00	24,60	20,80	28,20	18,40	20,40	24,10	17,30	47,00	20,80
U	1,14	8,93	1,84	6,70	6,20	0,93	4,10	6,54	3,84	1,50	3,53
Br	0,06	0,05	н.о.	3,31	0,02	0,03	2,67	0,46	0,15	0,05	0,36
Hf	6,71	10,60	9,65	14,30	7,59	6,00	12,50	12,50	7,87	8,58	7,73
Ta	12,70	10,60	3,69	7,53	6,16	1,60	1,06	2,58	1,17	14,00	2,01
Zr	125,0	280,00	65,00	140,00	245,00	200,0	38,00	145,0	245,00	220,00	340,00
Be ¹	3,60	4,40	3,80	–	5,60	2,50	–	4,40	–	3,70	2,60
Pb ¹	15,00	23,00	8,10	–	200,00	14,00	–	11,00	–	5,90	17,00
Ga ¹	13,00	31,00	7,20	–	20,00	17,00	–	12,00	–	16,00	14,00
F ¹	190,0	330,00	240,00	240,00	220,00	120,0	–	120,0	520,00	630,00	990,00
Y ²	–	–	50,00	–	60,00	40,0	–	40,0	20,00	50,00	20,00
Nb ²	–	–	30,00	–	30,00	10,00	–	30,00	10,00	40,00	10,00
Li ³	19,00	16,00	14,00	10,00	20,00	10,00	10,00	10,00	20,00	22,00	33,00
Rb/Sr	1,00	1,95	1,40	0,76	2,05	2,80	1,10	0,38	0,65	3,00	0,27
K/Rb	135,1	81,80	202,60	255,90	116,50	275,7	311,00	626,3	231,10	76,40	262,32
10 ⁴ Ga/Al	1,80	3,73	0,82	–	2,56	2,83	–	1,76	–	1,98	1,72
ΣPЗЭ	151,93	113,65	110,44	134,13	135,66	134,59	122,56	180,35	116,42	265,59	101,37
(La/Yb) _N	5,01	5,57	5,53	5,53	5,83	6,02	5,43	5,48	4,98	9,25	5,42
Eu/Eu*	0,33	0,49	0,37	0,18	0,40	0,11	0,23	0,25	0,29	0,37	0,44

Примечание. Содержания редких и редкоземельных элементов определены: ¹ – количественным спектральным анализом в ИГ Коми НЦ УрО РАН; нейтронно-активационным методом (* – данные, полученные экстраполяцией) и ² – рентгенорадиометрическим в ГЕОХИ РАН, Москва; ³ – атомно-абсорбционным методом в ИГ Коми НЦ УрО РАН; н.о. – не обнаружено.

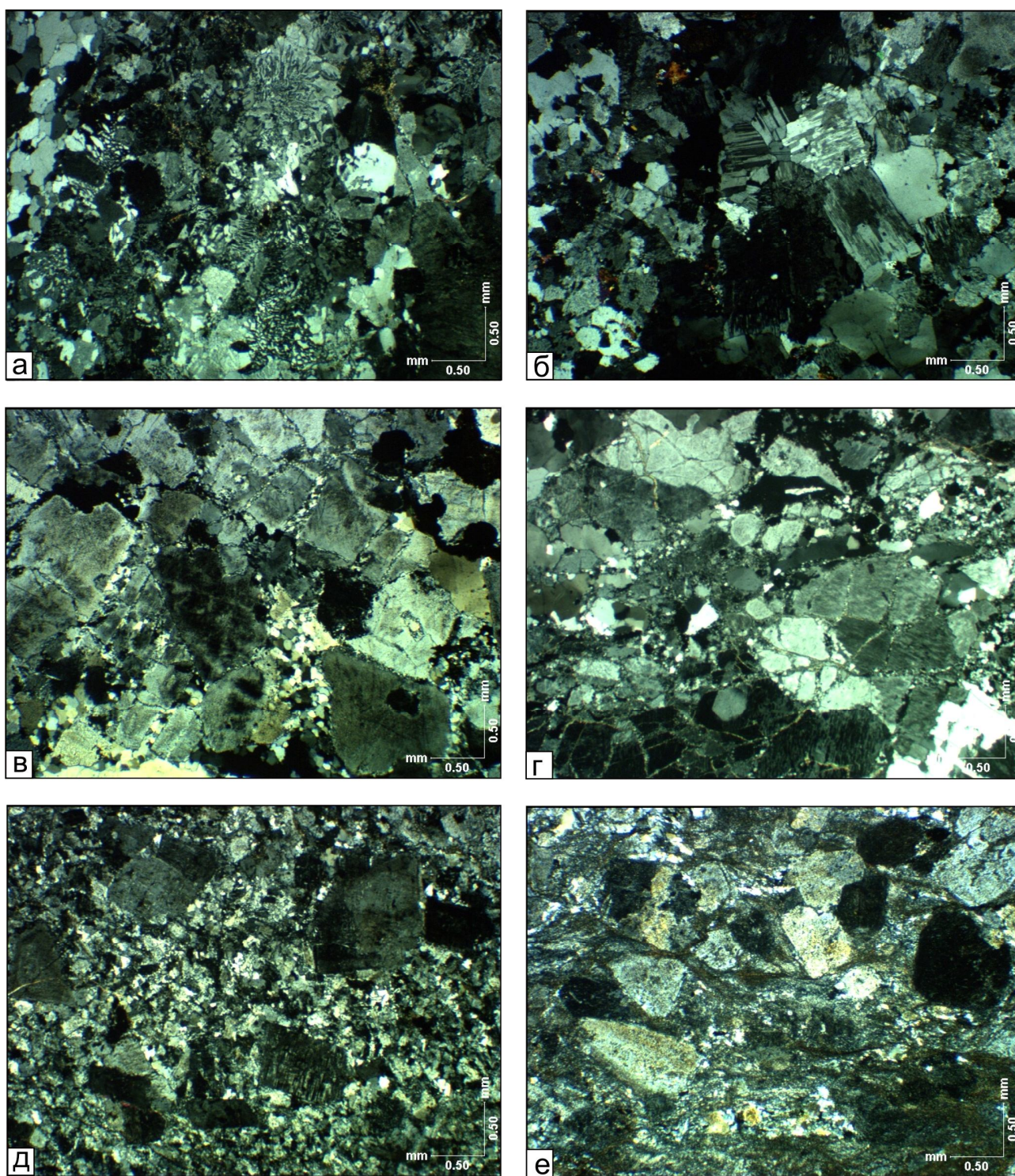


Рис. 2. Примеры изменчивости микроструктур гранитоидов: а, б – первичные графическая и гранитная структуры (обр. 94-5а, 91-16); в, г – начало катаклаза (обр. 97-9, 93-3); д – сильно катаклазированные (обр. 93-2, 95-5); е – начальная милонитизация (обр. 97-1).

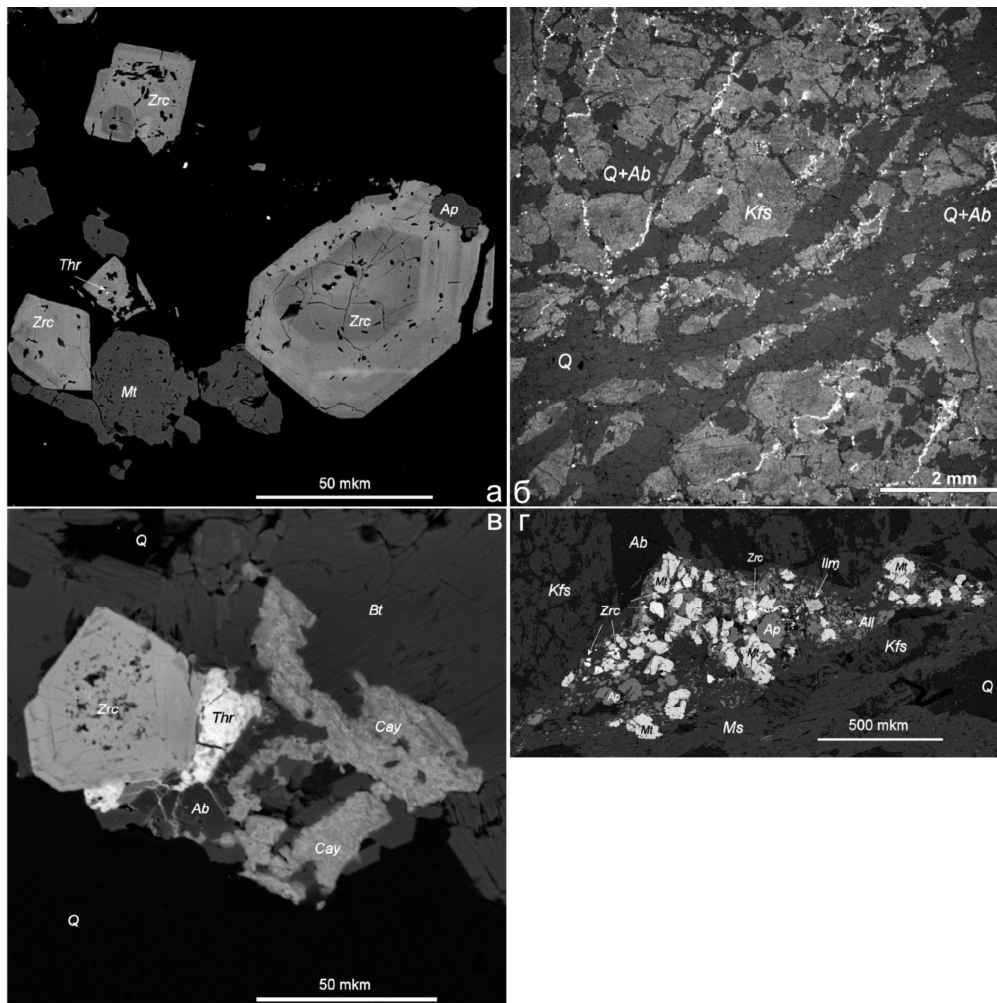


Рис. 3. Примеры минеральных ассоциаций: а, в – зональность акцессориев, в – развитие редкометалльных торита и геренита по циркону; б, г – приуроченность рудных минералов к зонам катаклаза и милонитизации (обр. 95-1, 91-1). Сокращения: Ab – альбит, Ap – апатит, Bt – биотит, Gay – геренит, Ilm – ильменит, Kfs – КФС, Mt – магнетит, Ms – мусковит, Q – кварц, Thr – торит, Zrc – циркон.

ние/преобразование ведет к формированию редкоземельных (фтор)карбонатов типа кальциоанкилита, синхизита и бастнезита, а также вторичного монацита.

Ториевые фазы, иногда встречающиеся в виде оторочек по циркону, скорее всего, образовались вследствие разрушения первичного торийсодержащего циркона (рис. 3, а, в).

Урановые фазы (в отличие от ториевых) в целом не характерны для пород массива и обнаружены только в некоторых разновидностях гранитов, что, возможно, связано с локальными концентрациями урана на завершающих стадиях формирования гранитоидов [8].

Породы Кулемшорского участка отличаются широким изменением количества кремнезема (от 67 до 77 мас. % SiO_2) и невыдержанной глиноземистостью. Граниты разделяются на две группы по содержанию Al_2O_3 , (мас. %): металаюминиевые (10), либо пералаюминиевые (12), в четкой зависимости от этого параметра находится и агаитовый индекс. Гранитоиды относятся к породам субщелочного ряда ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) около 8 мас. % и характеризуются калинатовой спецификой (рис. 4, а, б; табл. 1). На

графике ASI– SiO_2 точки составов не образуют изолированных полей и формируют единый тренд, с увеличением кремнекислотности глиноземистость уменьшается (рис. 4, в).

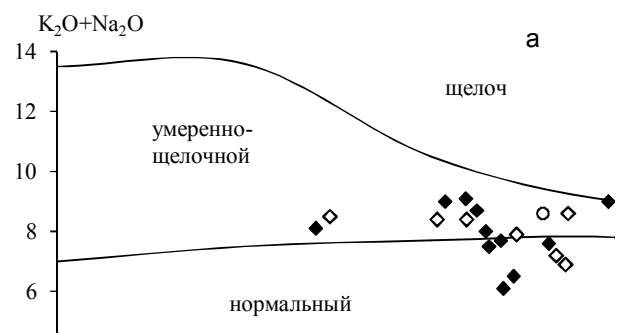
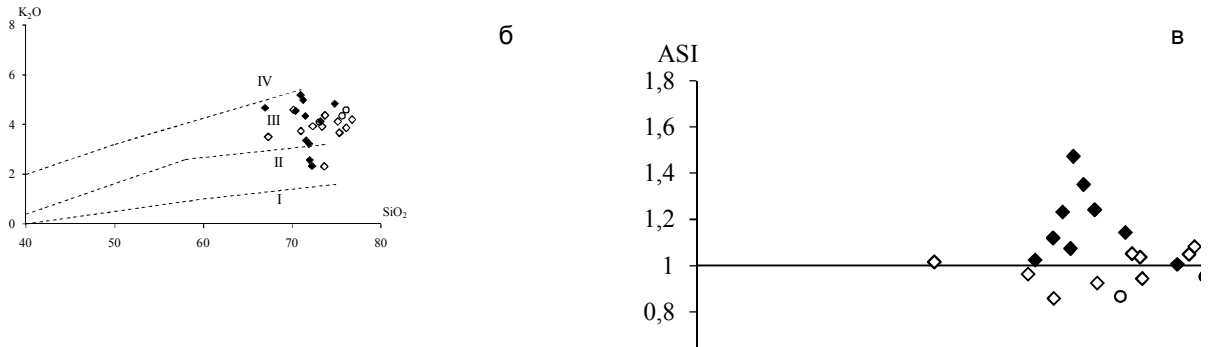


Рис. 4. Положение точек составов гранитоидов на квалификационных диаграммах: (TAS) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а); $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б), серии пород: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококалийная известково-щелочная, IV – щелочная; ASI – SiO_2 (в). Точки составов гранитоидов (здесь и далее): черные ромбы – пералаюминиевые, белые – металаюминиевые, круги – измененные породы.



Продолжение рис. 4. Положение точек составов гранитоидов на квалификационных диаграммах: (TAS) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а); $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б), серии пород: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – щелочная; ASI – SiO_2 (в). Точки составов гранитоидов (здесь и далее): черные ромбы – пералюминиевые, белые – металюминиевые, круги – измененные породы.

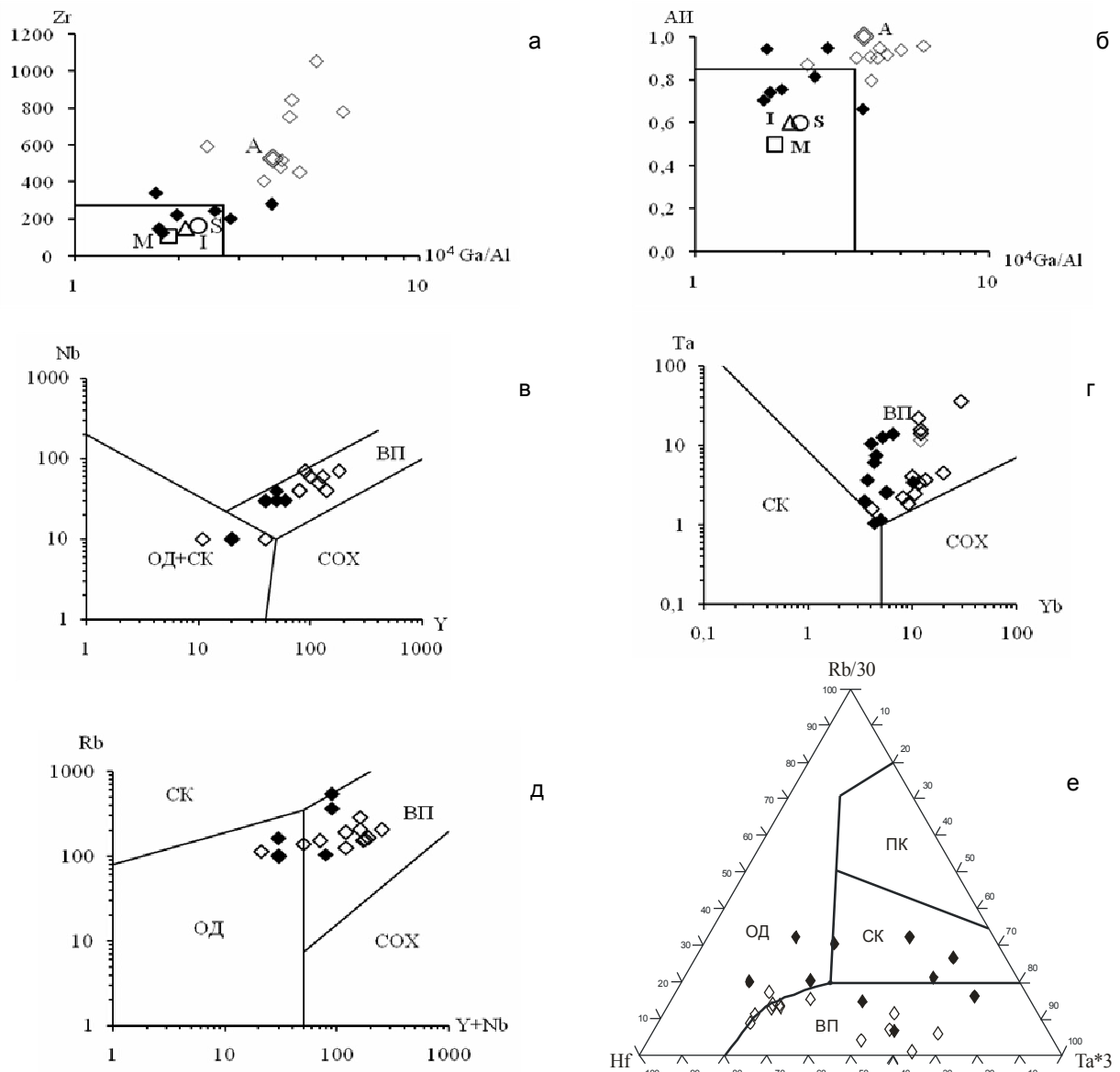


Рис. 5. Положение точек составов пород на диагностических диаграммах и диаграммах реконструкции геодинамической обстановки [9]: а, б – Whalen (1984), в, д – Pearce et al. (1984), е – Harris et al. (1987). Поля гранитоидов: СК – синколлизионных, ВП – внутриплитных, ОД – островных дуг, СОХ – срединно-океанических хребтов.

Породы массива по их субстратным характеристикам ранее были отнесены к гранитам А-типа [9]. Однако в отличие от среднего состава этих гранитов в исследуемых наблюдается повышенное содержание Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 и более низкое – SiO_2 и FeO , повышенное содержание Ba , Sr , Th , V , Ni , Pb , Y и пониженное – Rb , Zr . По сравнению с А-гранитами Урала [9] отмечается повышенное содержание Fe_2O_3 , CaO и Na_2O и более низкое – SiO_2 , повышенное содержание Sr , Y и пониженное – Zr .

По нашим данным, исследуемые гранитоиды также относятся к А-гранитам, что подтверждается положением точек составов на широко известных диагностических диаграммах (рис. 5, а, б). На диаграммах, используемых для геодинамических реконструкций (рис. 5, в–д), точки составов тяготеют к полю внутриплитных гранитов [9].

По отношению к кларкам элементов в кислых породах в исследованных нами гранитах содержания выше кларка характеризуются HREE, Th , Hf , Se , As , Sb , U , Zr , Y , Ni ; ниже кларка – Rb , Sr , Cr , Ba , Br , Ta , F .

Для гранитоидов характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (рис. 6). В нормированных на значения верхней коры линиях спектров выделяются образцы с высоким содержанием рудных компонентов (например, обр. 93-11).

Изменения спектров РЗЭ образцов объясняются высокой концентрацией в них минералов, содержащих редкоземельные элементы. В целом изученные породы характеризуются варьирующим содержанием РЗЭ (табл. 2). В пералюминиевых гранитах содержание $\Sigma\text{PЗЭ}$ (г/т) находится на уровне 200, в метаалюминиевых варьирует от 200 до 400, в минерализованных породах достигает 900. Спектр распределения РЗЭ – умеренно дифференцированный. Наблюдается небольшое преобладание легких РЗЭ относительно тяжелых, что отражает низкая величина отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$, равная в среднем 6 (рис. 6, табл. 2), отмечается незначительная отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.37)$ [10].

Полученные нами новые геохимические данные по содержащим редкометалльную минерализацию гранитоидам позволяют предположить природу и определить геодинамическую позицию их возможного субстрата. В целом, по петрогеохимическим характеристикам эти гранитоиды являются субщелочными и соответствуют группе А-гранитов, сформировавшихся во внутриплитной обстановке. Только минерализованные граниты по своим характеристикам выделяются из общей массы пород массива повышенным содержанием редких элементов, но повторяя при этом общий вид спектра.

Возраст гранитоидов. Существующие более ранние результаты определения абсолютного возраста гранитоидов К-Аг методом оказались противоречивыми. Подавляющее большинство дат попадает на рубеж 230–310 млн. лет, и лишь датировка по гранодиоритам (535 ± 25 млн. лет [11]) и недавно опубликованные цифры 542.4 ± 4 и 544.4 ± 5.1 (U-Pb SHRIMP-II [12]) подтверждают геологические

данные. Омоложение возраста, по данным К-Аг и Rb-Sr датирования, связывается авторами с проявлением метаморфических и метасоматических процессов в конце палеозоя [13]. Полученные нами Rb-Sr данные по породе в целом (358 ± 7.3 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равно 0.71650 ± 10 , и $\text{СКВО} = 0.4$) отражают возраст более поздних изменений гранитов [14]. U-Pb датирование по цирконам из пробы 91-9 с периферии рудного поля было проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург [6]). Данные по датированию приведены в табл. 3 и на рис. 7.

При микроскопических исследованиях шлифов обнаружены два типа цирконов: кристаллы (Zrc_1) и агрегаты (Zrc_2), имеющие сложную морфологию. В катаклазированных и альбитизированных гранитах распределение аксессуарных и рудных минералов подчеркивает структуру катаклаза. Хорошо видно, что катаклазированный Zrc_1 располагается в межкатаклазовом пространстве, а Zrc_2 является преили новообразованным и развивается в них совместно с рудными минералами (рис. 8).

Выделенный из породы и продатированный циркон соответствует Zrc_1 . Циркон желтого цвета с зеленоватым оттенком, полупрозрачный, с включениями, характеризуется короткопризматическим габитусом (удлинение 1:2). Содержание урана в цирконе резко варьируется от 120 до более чем 2000 г/т, содержание тория – от 40 до более чем 7000 г/т. Конкордантный возраст Zrc_1 составляет 514 ± 4.6 млн. лет.

Преобразованный или новообразованный циркон (Zrc_2), сформировавшийся после катаклаза гранитоидов, соответственно, развивался позднее. Поскольку с цирконами второго типа ассоциирует редкометалльная минерализация, включающая фергусонит, иттриалит, эшинит, бастнезит и другие минералы, установление генезиса агрегатов циркона и возраста его формирования является важным для определения времени ее возникновения и развития.

Таким образом, известные и недавно полученные геохронологические данные позволяют говорить о том, что геодинамические условия формирования гранитоидов на севере Урала соответствовали постколлизийным обстановкам, предшествовавшим процессам раннепалеозойского рифтогенеза. Более ранние цифры абсолютного датирования (540–535 млн. лет) могут указывать, во-первых, на то, что породы массива начали формироваться еще при коллизийных геодинамических условиях, во-вторых, на то, что в составе массива, возможно, присутствуют гранитоиды, образовавшиеся ранее при коллизийных процессах, проявившихся в это время, и реконструируются в настоящее время на территории Приполярного Урала.

Выводы

Изученные гранитоиды по петролого-геохимическим характеристикам относятся к субщелочным и соответствуют группе А-гранитов. Граниты содержат редкометалльные аксессуарные минералы. Поэтому содержания Nb , Y , HREE и других элементов в породах повышены и, возможно, именно благодаря этому граниты относятся к А-типу.

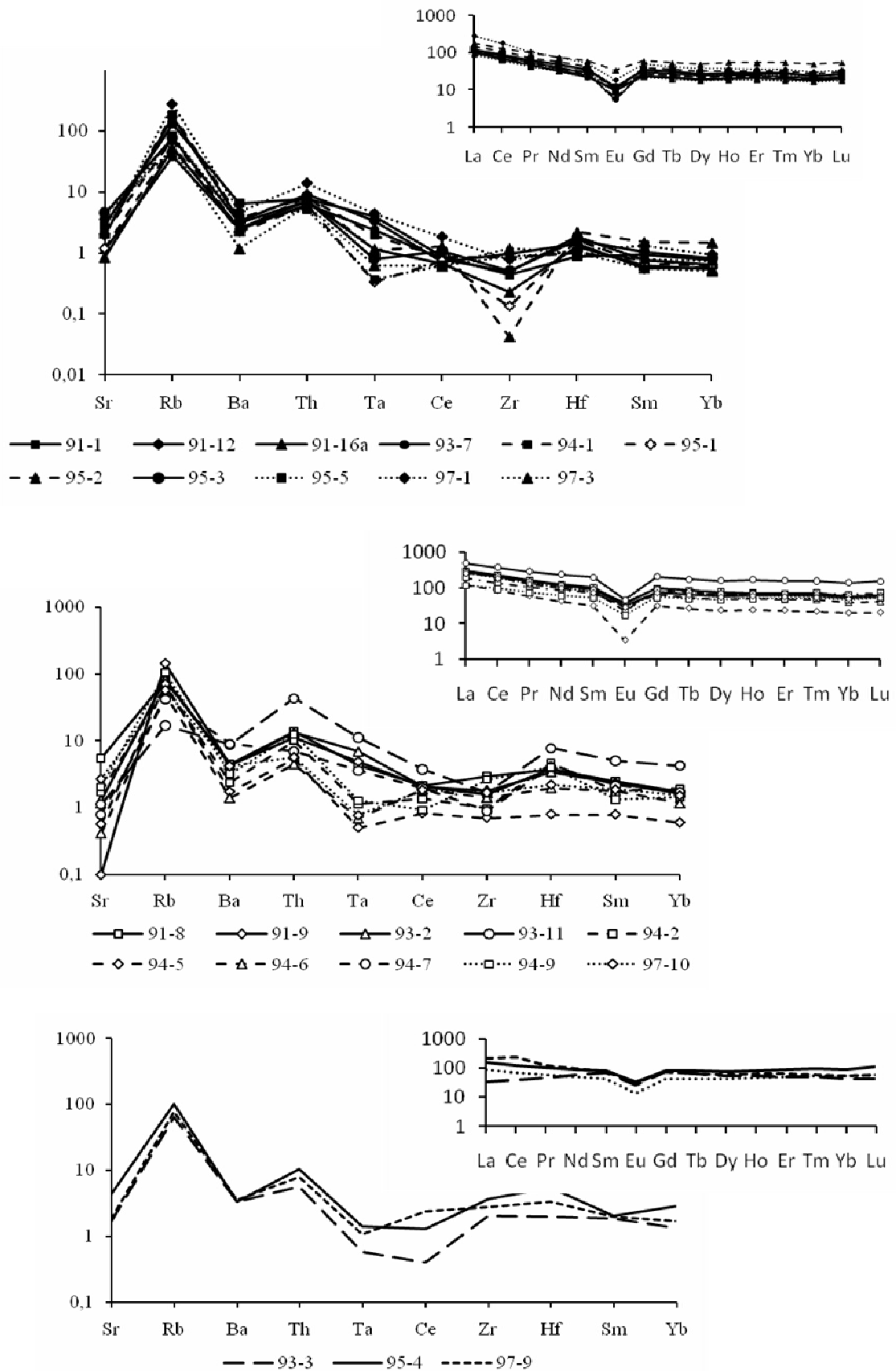


Рис. 6. Спайдер-диаграмма гранитоидов (нормированы на гипотетический гранит (Pearce, 1984) [9]. В правом верхнем углу спектры распределения РЗЭ (нормированы на хондрит C1, (Boynnton, 1984) [10]. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 2; а – пералюминиевые, б – метаалюминиевые, в – измененные породы.

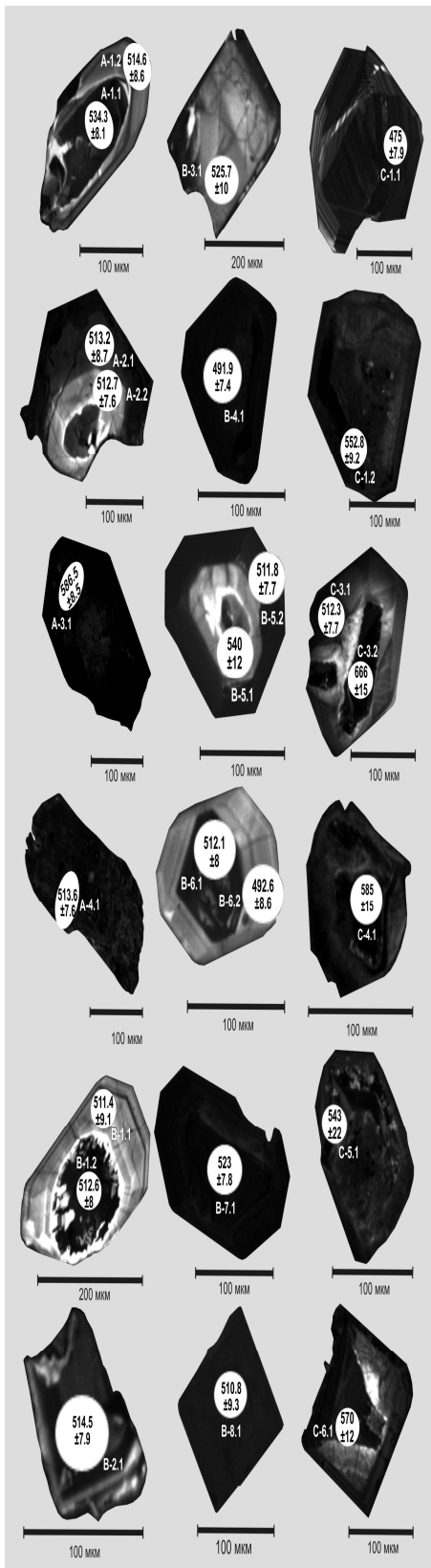


Рис. 7. Изображения цирконов в катодолуминесцентных лучах. Светлые пятна – расположение участков датирования, цифры в кружках – данные датирования, светлые цифры – номера точек, соответствующие номерам в табл. 3.

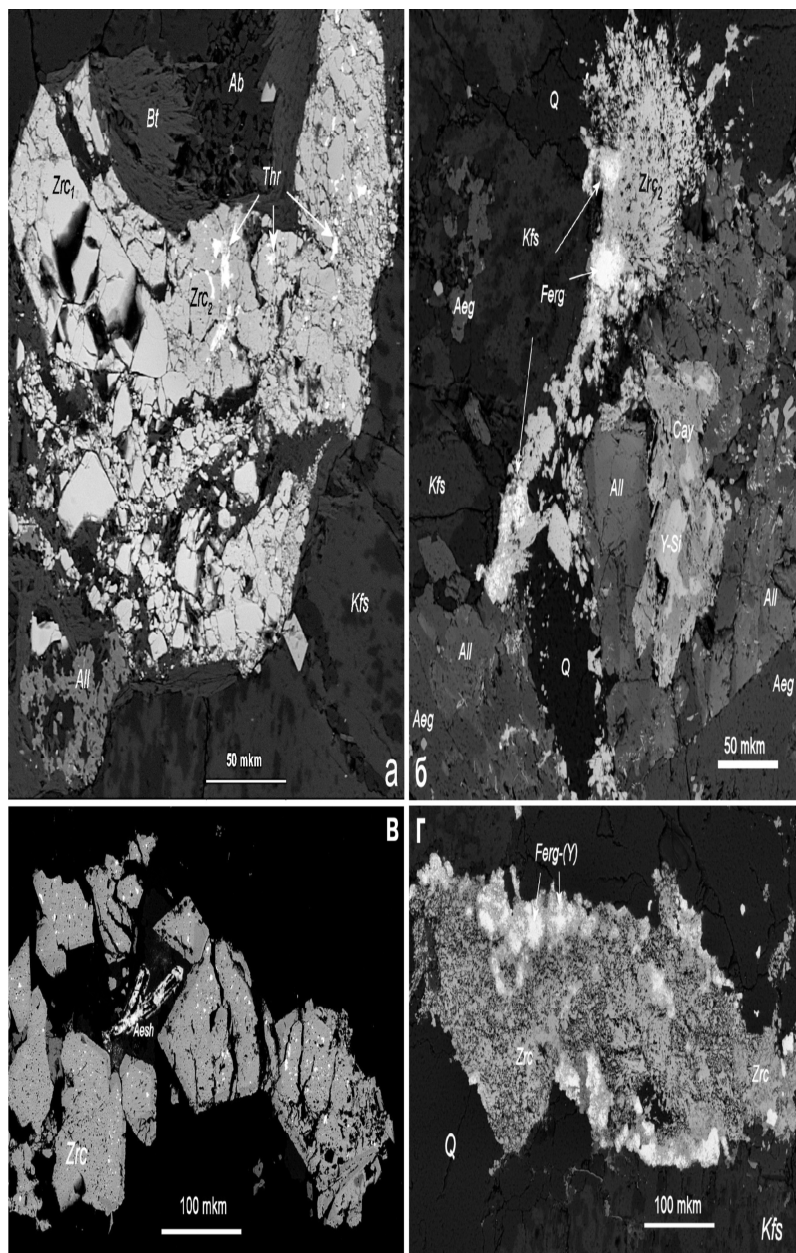


Рис. 8. Типы цирконов: а, в – катаклазированный циркон Zrc_1 (обр. 94-9, 93-2); б – новообразованный циркон Zrc_2 в эгирин-альбитовой породе («перистый» агрегат); г – новообразованный циркон, ассоциирующийся с фергусонитом (обр. 93-1). Сокращения: Ab – альбит, Aeg – эгирин, Aesh – эшинит, All – алланит, Ferg – фергусонит, Bt – биотит, Cay – геренит, Kfs – КФС, Q – кварц, Thr – торит, Zrc – циркон.

Результаты U-Pb локального анализа цирконов

Номер зерна и точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраст	d, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
A-1-1	0,29	598	985	44,5	534.3±8.1	564±58	6	11,57±1,6	0,0589±2,6	0,702±3,1	0,0864±1,6	0,511
A-1-2	0,58	210	186	15,1	514.6±8.6	527±130	2	12,03±1,7	0,0579±5,8	0,664±6,1	0,0831±1,7	0,285
A-2-1	0,66	194	108	13,9	513.2±8.7	528±140	3	12,06±1,8	0,058±6,3	0,662±6,5	0,0829±1,8	0,270
A-2-2	0,24	1270	884	90,5	512.7±7.6	506±56	-1	12,08±1,5	0,0574±2,5	0,655±3	0,0828±1,5	0,519
A-3-1	2,07	4815	$^{3506}_6$	403	586.5±8.5	584±41	0	10,49±1,5	0,0595±1,9	0,781±2,4	0,0952±1,5	0,625
A-4-1	0,59	1111	599	79,7	513.6±7.6	505±71	-2	12,05±1,5	0,0573±3,2	0,656±3,6	0,0829±1,5	0,433
B-1-1	0,64	126	74	8,98	511.4±9.1	675±150	32	12,11±1,9	0,062±7,1	0,706±7,3	0,0826±1,9	0,253
B-1-2	2,09	853	692	62	512.6±8	574±130	12	12,07±1,6	0,0592±6,1	0,675±6,3	0,0828±1,6	0,258
B-2-1	0,38	449	402	32,2	514.5±7.9	563±79	9	12,03±1,6	0,0589±3,6	0,675±4	0,0831±1,6	0,401
B-3-1	1,52	120	70	8,92	525.7±10	607±250	15	11,76±2	0,0601±11	0,704±12	0,085±2	0,171
B-4-1	4,76	2067	7630	148	491.9±7.4	592±120	20	12,58±1,6	0,0597±5,7	0,652±5,9	0,0793±1,6	0,264
B-5-1	15,82	338	481	30,4	540±12	609±490	13	11,33±2,3	0,06±23	0,73±23	0,0874±2,3	0,102
B-5-2	0,32	1611	1373	115	511.8±7.7	552±54	8	12,1±1,6	0,0586±2,5	0,667±2,9	0,0826±1,6	0,536
B-6-1	4,56	1032	2956	77	512.1±8	511±160	0	12,07±1,6	0,0575±7,1	0,656±7,3	0,0827±1,6	0,223
B-6-2	1,22	198	145	13,7	492.6±8.6	531±230	8	12,59±1,8	0,058±10	0,635±11	0,0794±1,8	0,173
B-7-1	3,86	2002	817	151	523±7.8	550±100	5	11,81±1,6	0,0586±4,7	0,682±5	0,0845±1,6	0,313
B-8-1	18,96	943	2476	83,3	510.8±9.3	510±330	0	12±1,9	0,0576±15	0,654±15	0,0825±1,9	0,125
C-1-1	0,36	832	608	54,9	475±7.9	491±82	3	13,08±1,7	0,057±3,7	0,601±4,1	0,0765±1,7	0,421
C-1-2	7,20	1125	1928	93,6	552.8±9.2	608±280	10	11,13±1,7	0,0601±13	0,742±13	0,0895±1,7	0,133
C-3-1	0,25	558	1949	39,7	512.3±7.7	546±57	7	12,09±1,6	0,0584±2,6	0,666±3	0,0827±1,6	0,513
C-3-2	35,70	635	666	95,5	666±15	673±480	1	8,89±2,3	0,062±22	0,93±23	0,1088±2,3	0,102
C-4-1	45,44	663	2139	104	585±15	622±660	6	10,07±2,7	0,061±31	0,79±31	0,095±2,7	0,087
C-5-1	30,07	209	986	23	543±22	600±1100	11	11,14±4,2	0,06±51	0,73±51	0,0879±4,2	0,083
C-6-1	12,46	317	173	29	570±12	720±380	26	10,74±2,2	0,063±18	0,81±18	0,0925±2,2	0,121

Примечание Pb_c и Pb^* соответственно указывают долю обыкновенного и радиогенного свинца. Обыкновенный свинец исправлен на измеренный ^{204}Pb . Погрешности даны на уровне 1 σ . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.44 %. d – дискордантность: $d = 100 \times \{ \text{возраст} (206/207) / [\text{возраст} (206/238)] - 1 \}$. Rho – корреляция погрешностей.

Кулемшорские граниты имеют позднекембрийский возраст, который в истории развития Приполярного Урала соответствует постколлизийным процессам и началу палеозойского рифтогенеза [14].

Приуроченная к гранитоидам редкометаллическая минерализация, несомненно, образовалась позже, чем сформировались гранитоиды, так как отчетливо проявился катаклаз гранитов, но несколько позже – вопрос остается открытым.

Со временем, возможно, произошло лишь перераспределение рудного вещества. Парагенетически рудная минерализация связана с гранитами, генетически – с процессами наложенного натрово-углекислотного метасоматоза, развивающимися по зонам катаклаза, так как рудная ассоциация связана с развитием альбита, эгирина.

Исследования проводились при финансовой поддержке интеграционного проекта 09-С-5-1017 и продолжаются в рамках проекта 12-С-5-1024.

Литература

1. *Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 107 с.
2. *Лучинин И.Л.* Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 25–41.
3. *Калинин Е.П.* Петрохимическая и геохимическая специализация гранитов и кислых вулканитов Приполярного Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С. 5–10. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; вып. 94).
4. *Корреляция магматических комплексов Европейского Северо-Востока СССР* / В.Н. Охотников, В.И. Мизин, М.Н. Костюхин и др. Сыктывкар, 1986. 24 с. (Сер. препринтов «Науч. рекомендации – нар. хоз-ву» / Коми фил. АН СССР; вып. 53).
5. *Соболева А. А.* Проблема гетерогенности салнерско-маньхамбовского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь, 2001. С. 34–37.
6. *Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О.* Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 71–79.
7. *Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала* / Н.П. Юшкин, М.В. Фишман, Б.А. Голдин и др. Л.: Наука, 1972. 195 с.
8. *Удоротина О.В., Варламов Д.А., Капитанова В.А.* Иттриево-редкометалльно-ториевая минерализация гранитоидов Кулемшорского массива (Приполярный Урал), Россия // Минералогические перспективы: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 284–286.
9. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.
10. *Boynnton W.V.* Geochemistry of Rare Elements Meteorites Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63–114.
11. *Караченцев С.Г., Вигорова В.Г., Краснобаев А.А., Степанов А.И.* Радиологическое расчленение гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: III Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1974. С. 65.
12. *Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала* / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
13. *Кузнецов Н.Б., Удоротина О.В., Андреев В.Л.* Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестник ВГУ. Сер. геологическая. 2000. № 3 (9). С. 15–19.
14. *Удоротина О.В., Капитанова В.А., Куликова К.В.* Постколлизийный гранитоидный магматизм севера Урала (на примере гранитоидов Очетинского, Сядатаяхинского и Кулемшорского массивов) // Глубинное строение Тимано-Североуральского региона/Отв. ред. А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 105–130.

Статья поступила в редакцию 20.03.2013.